

LES SÉDIMENTS RÉCENTS DE LA BAIE DE BOU-ISMAÏL (OUEST ALGÉROIS). NATURE, ORIGINE ET MÉCANISMES DE MISE EN PLACE.

Amar MOULFI*, Henri PAUC** et Leila MOULFI***

RÉSUMÉ

L'étude des processus d'alimentation, des mécanismes sédimentaires et des conditions hydrodynamiques dans la baie de Bou-Ismaïl, a permis de déterminer la nature et la chronologie de mise en place des composants qui constituent les sédiments. Leur distribution spatiale reflète les caractères dynamiques sur le plateau continental de Bou-Ismaïl. Les composants terrigènes (pélitiques et grossiers) proviennent des apports des 3 principaux oueds qui sont à l'est le Mazafran, à l'ouest le Nador et El Hachem. La production organogène marine constitue le second facteur d'alimentation des dépôts.

Deux ensembles sédimentaires ont été identifiés. Le premier ensemble regroupe les faciès coquilliers, reliques et récents. Le faciès coquillier relique est localisé sur le plateau externe à médian. Les éléments coquilliers actuels sont observés sur le plateau interne, hors des zones d'apports fluviatiles. Le second ensemble, issu des apports fluviatiles, rassemble les sédiments terrigènes grossiers du plateau interne et les pélites de la vasière et de la pente continentale.

La mise en place de ces sédiments s'est effectuée en trois phases :

- les sédiments reliques du plateau externe ont été mis en place durant une phase de stationnement du niveau marin, en bordure de plateau;
- les sédiments reliques du plateau médian se sont mis en place lors d'une phase de ralentissement ou d'arrêt de la transgression holocène;
- le coquillier de la zone côtière, les pélites et sables côtiers résultent des conditions dynamiques actuelles.

Mots-clés - Sédimentologie - Microfaune - Minéralogie - Transgression - Bathymétrie.

* Laboratoire de Géologie Marine, FSTGAT/USTHB, BP. 32, El Alia, Alger, Algérie.

** LEGEM/IMAGES, EA 4218, Univ. Perpignan 66860, Perpignan, France.

***Laboratoire de Géo-Environnement, FSTGAT/USTHB, BP. 32, El Alia, Alger, Algérie.

- *Manuscrit déposé le 16 Septembre 2009, accepté après révision le 28 Mars 2011.*

RECENT SEDIMENTS IN THE BAY OF BOU-ISMAÏL (WEST OF ALGIERS). NATURE, ORIGIN AND MECHANISMS FOR IMPLEMENTATION

ABSTRACT

The study of the processes of sedimentary supply, of the mechanisms of deposition and of the hydrodynamic factors in the Bay of Bou-Ismaïl allows determining the nature and the chronology of deposits whose components constitute the sediment. Their distribution reveals the dynamics of the sediments along the shelf of Bou-Ismaïl.

The terrigenous deposits (fine and coarse deposits) are related to the riverine supply of the 3 main wadis which are Mazafran, the Nador and El Hachem Rivers, from East to West.

The organogenic marine production, the other factor of the sedimentary supply, constitutes the second element in the genesis of the deposits.

Two marine types of sediments were recognized :

- The first type includes organogenic relict and recent sediment. The relict shelly facies is located along the external outer and median continental shelf. The present shelly elements are observed along the inner continental shelf, far from the riverine supply.
- The second type resulting from the riverine supply, gathers the coarse terrigenous sediments of the internal shelf and the fine deposits of the muddy riverine prodelta and the upper part of the continental slope.

The deposition of these sediments occurred during three phases :

- the shelly relict sediments on the outer shelf were deposited at the shelf edge during the low lands phases of the marine sea level;
- the shelly relict sediments of the median shelf were set up during the transgressive Holocene phase;
- the shelly sediments of the coastal area, the fine deposits and sands result from continental supply and dynamic processes.

Keywords - Sedimentology - Microfauna - Mineralogy - Transgression - Bathymetry.

ABRIDGED VERSION

1. General information

The bay of Bou-Ismaïl, located at the West of Algiers, is bounded to the East by the Bouzareah massif (Ras Accrata) and to the West by the Chenoua massif (Ras El Amouch, fig.1). The climate of Algeria, of Mediterranean type semi-arid, is characterized by a great variability where alternate long periods of aridity and rainy periods.

The contributions (solid and liquid) come from three principal wadis (Mazafran, Nador and El Hachem). Mazafran is the principal wadi of the area. The hydrological regime of Mazafran varies from several $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ to more than $750 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ during heavy winter floods (Pauc, 1989). The sediment load is a few $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ at low stage and spends tens of $\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ during the flood. The maximum concentration observed of the hardware in suspension in water of Mazafran is of $25 \cdot \text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ in October 1984 for a daily average liquid flow of $337 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Pauc, 1989).

2. Submarine morphology

The bay of Bou-Ismaïl platform, developed on moreover 40 km length, has a strong dissymmetry (fig.2). The plate drops soft inclined to the edge to the broad one. Its maximum width, of 11km, is reached with the right of Mazafran. It is disturbed by some rock sprouting with broad of Sidi-Fredj, Mazafran and Bou-Ismaïl which underline its external edge (-100 to -120 m). Offshore of the Chenoua massif, the continental shelf is a narrow coastal strip. The -120 m depths are reached with less than 5,7 km of the shoreline.

3. Results and discussion

The continental shelf stretching from the Chenoua massif to the peninsula of Sidi-Fredj, is composed of three portions of sandy sedimentary coast. Each one of them corresponds to the zone

of mouth of the three wadis El Hachem, Nador and Mazafran. They constitute the sources of contribution of detritic rocks, materials in suspension and nutritive salts. Sandy shorelines are separated by portions of rocky littoral bordered by a more or less wide reef flat submarine. The age and the nature of geological formations are very variable, starting from the Paleozoic one and ending with the quaternary one, of metamorphic deep to facies coastal limestone.

These two types of landscapes confer on general sedimentation the juxtaposition, in tapes overflow the littoral parallel to, of two types of materials, which one finds besides on the whole of the Algerian margin (Leclaire, 1972; Caulet, 1972, Degiovanni, 1973), detritic rocks and organogenic deposits and/or phycogenes. The only area where sedimentation is only terrigenous is located offshore of Tipaza, with mainly muddy facies, without any appearance of organogenic deposits.

The terrigenous deposits generally obeys a normal granoclasement, decreasing of the coast towards the offshore with gravels, sands, silts and clays. The gravels are not that in the coastal area very near either to the mouths or of the littoral rock benches in erosion. The sands, the silts are supplied by the various wadis whose basins slopes erode the sandy formations Oligo-Miocene and of the flyschs of the tellienne units forming the Atlas of Blida.

The same organogenic components assemblage is recognized with the outcrop constitute the same faunal unit although they are localized with different bathymetric situations, from the coastal area of Bou-Ismaïl until the external limits of the continental shelf (Caulet, 1972; Leclaire, 1972; Moufî, 1995). The organisms which constitute this family are a fauna of Bivalves, Gastropods and Bryozoaires enriched by a flora more or less abundant phycogen of

algae encrusting of the family of Lithothamniés (Lithothamnium calcareum). Microfauna with Foraminifera and Ostracods are also commonly present (Moulfi-El Houari and *al.*, 1999).

These assemblages live or lived in the same infralittoral medium, but various faunal associations are characterized by their level from clasticity. Two types of associations are recognized. The first is made of modern organogenic components and the second of organogenic components obviously older, distressed and broken, constituting several subsets relicts. Modern organogenic facies are localized on the inner shelf (0 to 30 m) with the immediate vicinity of a herbarium with Posidonia in the coastal area of Bou-Ismaïl (Braïk, 1989), of Aïn-Tagouraït in the east (Caulet, 1972; Moulfi, 1995) and in the coastal area of Sidi-Fredj in the west (Degiovanni, 1973).

Relicts deposits are located on the middle/outer shelf (Caulet, 1972, Moulfi, 1995). They are laid out the limit parallel to of the continental shelf and in several more or less separate units. They accumulated (Bivalves, Gastropods, Lithothamniés and of a microfauna of benthic Foraminifera and Ostracoda) during low stand periods where shoreline was located near the shelf break (-100 to -120 m).

Several authors (Méghraoui, 1991; Domzig, 2006; Boudiaf, 1996, Saoudi, 1989) often put forward the important role of neotectonics on the Algerian margin. It is remarkable in the altitudinal position formations Pleistocene (Tyrrhenian - Calabrien) along the "Sahel de Bou-Ismaïl" (Saoudi, 1989). Calabrien is observed close to the summit of the Sahel (160 m) and the Tyrrhenian one in the vicinity of the present marine level. This altitudinal variation reflects the movement of uplift of the Sahel during Pleistocene. The role of neotectonics is really felt at sea by an opposition of the deposits, remarkable in the studied area.

* Organogenic sedimentation very developed in the West, which is under the dependence of the movement of uplift of the Chenoua massif by the transit of the contributions of the Nador wadi along the median plate towards the mudflat.

* Sedimentation typically terrigenous, develops in the depression of the valley of Nador, resulting from the continental contributions of the Wadis Nador and Mazafran.

I . GÉNÉRALITÉS

La baie de Bou-Ismaïl est située sur la côte méditerranéenne à l'ouest d'Alger. Elle est limitée à l'est par le massif de la Bouzaréah (Ras Accrata) et à l'ouest par le massif du Chenoua (Ras El Amouch, fig.1). Le climat de cette région, de type méditerranéen semi-aride est caractérisé par une grande variabilité où alternent de longues périodes d'aridité et des périodes pluvieuses.

1. Hydrologie

Les apports (solides et liquides) en domaine marin proviennent de trois principaux oueds (Mazafran, Nador et El Hachem). L'oued Mazafran, principal oued de la région est formé par la réunion de trois oueds secondaires, l'oued Bou Roumi, l'oued Chiffa et l'oued Djer (fig.1). Son bassin versant est évalué à près de 185 000 ha. Il constitue la source majeure des apports détritiques et hydriques. Le débit liquide instantané, varie de quelques $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à plus de $750 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pendant les fortes crues d'hiver (Pauc, 1989). La charge solide varie de quelques $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ en période d'étiage et à plusieurs dizaines de $\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ durant les crues. La concentration maximale observée du matériel en suspension dans les eaux du Mazafran est de $25 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ en Octobre 1984 pour un débit liquide journalier moyen de $337 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Pauc,

1989). Le bassin versant du Nador, d'une superficie beaucoup plus modeste de 25 000 ha, est localisé au sud-est du massif du Chenoua (fig.1). Les apports solides de l'oued Nador pendant les crues sont relativement imposants car la pente des principaux affluents est forte (versant nord de l'Atlas blidéen). Les apports liquides annuels, plus modestes que ceux du Mazafran, sont estimés à $5,52 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ (Mesbah, 1981).

Le bassin versant de l'oued El Hachem se trouve à l'ouest du massif du Chenoua, il s'étend sur une superficie équivalente à celle du Nador. Il contribue en partie à l'alimentation (par dérivation littorale) en matériel terrigène de la partie occidentale de la baie de Bou-Ismaïl (Moulfi, 1995).

2. Géologie des bassins versants

Les terrains affleurants des bassins versants des oueds Mazafran, Nador et El Hachem sont d'âge paléozoïque à quaternaire (fig.1).

Les formations paléozoïques sont constituées de schistes, de quartzites et de grès micacés (Glangeaud, 1932; Lepvrier, 1967; Belhaï, 1987). Ils constituent la base des unités telliennes des massifs de Bou-Maad, du Zaccar et localement du nord du Chenoua.

Les ensembles mésozoïques sont représentés par des calcaires, des grès, des marnes et des argiles. Ils constituent l'essentiel des unités telliennes du Bou-Maad, du Zaccar et du Djebel Mouzaïa. Elles sont représentées par des calcaires, des grès, des marnes et des argiles.

Les séries sédimentaires cénozoïques (Oligo-Miocène), sont situées dans le bassin post-nappes au nord de Médéa, au Djebel Ghanntas, dans le bassin de la Mitidja et en couverture de la dorsale du Chenoua. Elles sont constituées de conglomérats, grès et marnes (Glangeaud, 1932; Belhaï,

1987; Bellon et Brousse, 1977).

Les roches éruptives qui affleurent au sud du Chenoua (près de l'oued Nador) sont des rhyolites et andésites (Belhaï, 1987). Elles ont été mises en place entre le Langhien et le Serravalien (Bellon et Brousse, 1977). Dans les bassins de Cherchell à Ténès, elles sont d'âge tortonien. Dans la région de Hadjout, les andésites sont inter-stratifiées dans les marnes, calcaires et les grès du Miocène inférieur (Aït Hamou, 1987). Dans le bassin de Menacer, Lepvrier et Magné (1975) ont décrit des formations volcaniques intercalées dans le Miocène inférieur.

Le Pliocène représente l'essentiel des formations du Sahel. Il est constitué par une épaisse série de marnes bleues plaisanciennes légèrement gypseuses au sommet desquelles s'intercalent des lentilles gréseuses (Aymé et *al.*, 1954). Au-dessus, le faciès astien est constitué de marnes gréseuses, de grès coquilliers et conglomérats. Cette formation est caractérisée par une microfaune extrêmement abondante à *Dorothyia gibbosa* et la présence d'individus de la famille des *Lagenidae* (Aymé et *al.*, 1954).

Le Pléistocène (Calabrien à Tyrrhénien) est localisé au nord du Sahel. Il est représenté par un ensemble argilo-gréseux à la base, recouvert d'une dalle massive de lumachelle à gros *Pecten* et une intercalation de lits sableux à graviers et galets, représentant le Calabrien (Saoudi, 1989). La partie supérieure du Pléistocène se termine par le Tyrrhénien qui forme le terme ultime de la sédimentation marine. Il est constitué d'une lumachelle à pétoncles et à faune chaude (*Strombus bubonius*). Il est surmonté par un ensemble continental constitué de grès dunaires et de limons rouges.

Les alluvions et argiles limoneuses quaternaires constituent la sédimentation du bassin de la Mitidja. Elles forment la principale source de charge solide transportée par les oueds Mazafran, Nador et El Hachem.

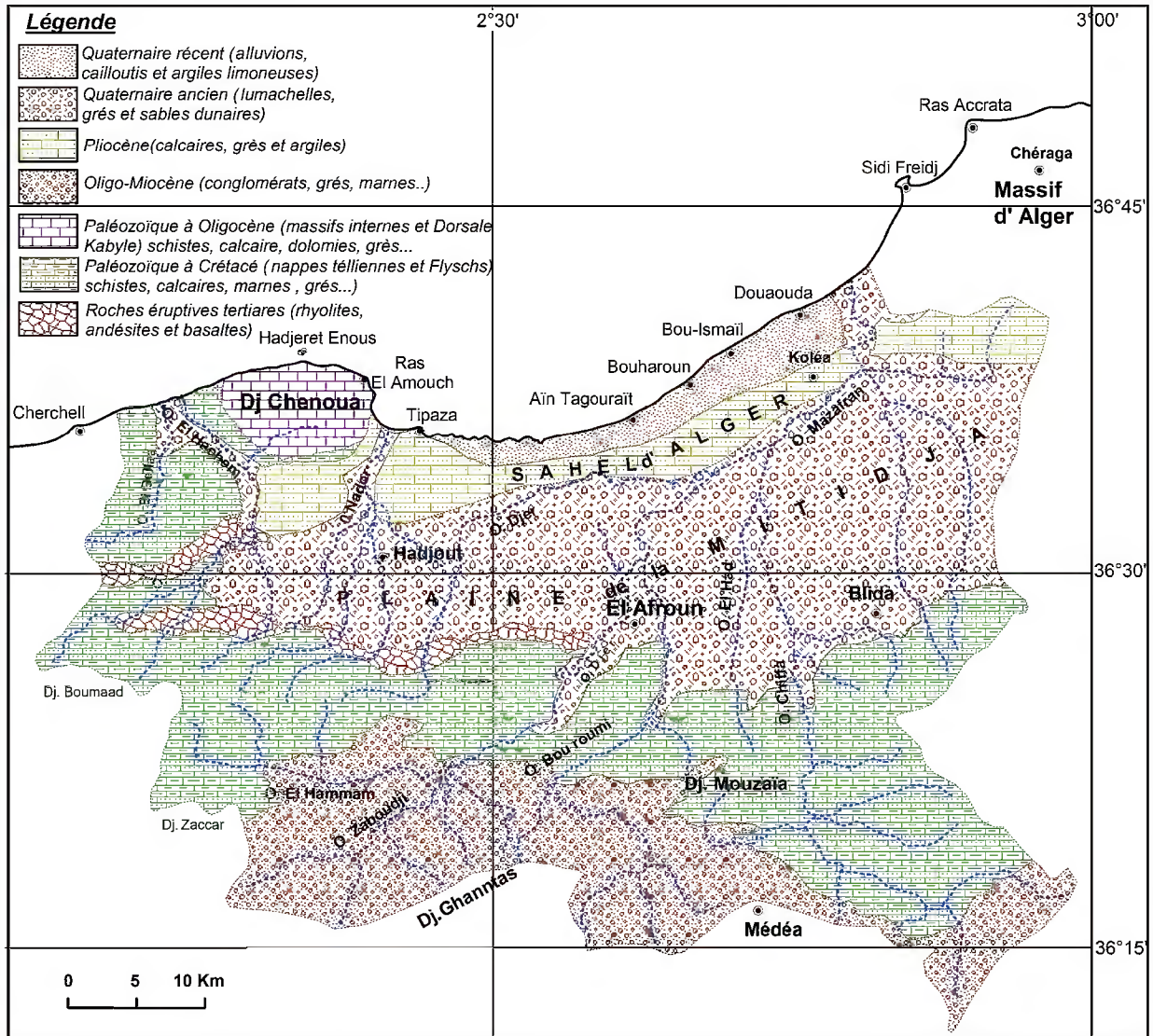


Fig. 1 - Lithologie des bassins versants des oueds de la région côtière de Bou-Ismaïl
(Extrait de la carte géologique de l'Algérie du Nord)

Lithology of the wadis basins of the coastal region of Bou-Ismaïl
(Extracted from the geological map of Northern Algeria).

3. Morphologie sous-marine

La baie de Bou-Ismaïl est une plateforme qui s'étend sur de plus 40 km de longueur. Elle présente une forte dissymétrie (fig.2). Dans la partie orientale, à l'est de Bou Haroun, le plateau s'abaisse en pente douce jusqu'au rebord. Sa largeur maximale, de 11 km est atteinte au droit du Mazafran. La topographie

est perturbée par des pointements rocheux au large de Sidi Fredj, du Mazafran et de Bou-Ismaïl qui soulignent sa bordure externe (-100 à -120 m).

Dans la partie occidentale, à l'ouest de Bou Haroun, le plateau est dessiné par des lignes isobathes régulières et serrées jusqu'à -90 m. Plus au large, la pente s'adoucit jusqu'à sa li-

LES SÉDIMENTS RÉCENTS DE LA BAIE DE BOU-ISMAÏL (OUEST ALGÉROIS).
NATURE, ORIGINE ET MÉCANISMES DE MISE EN PLACE

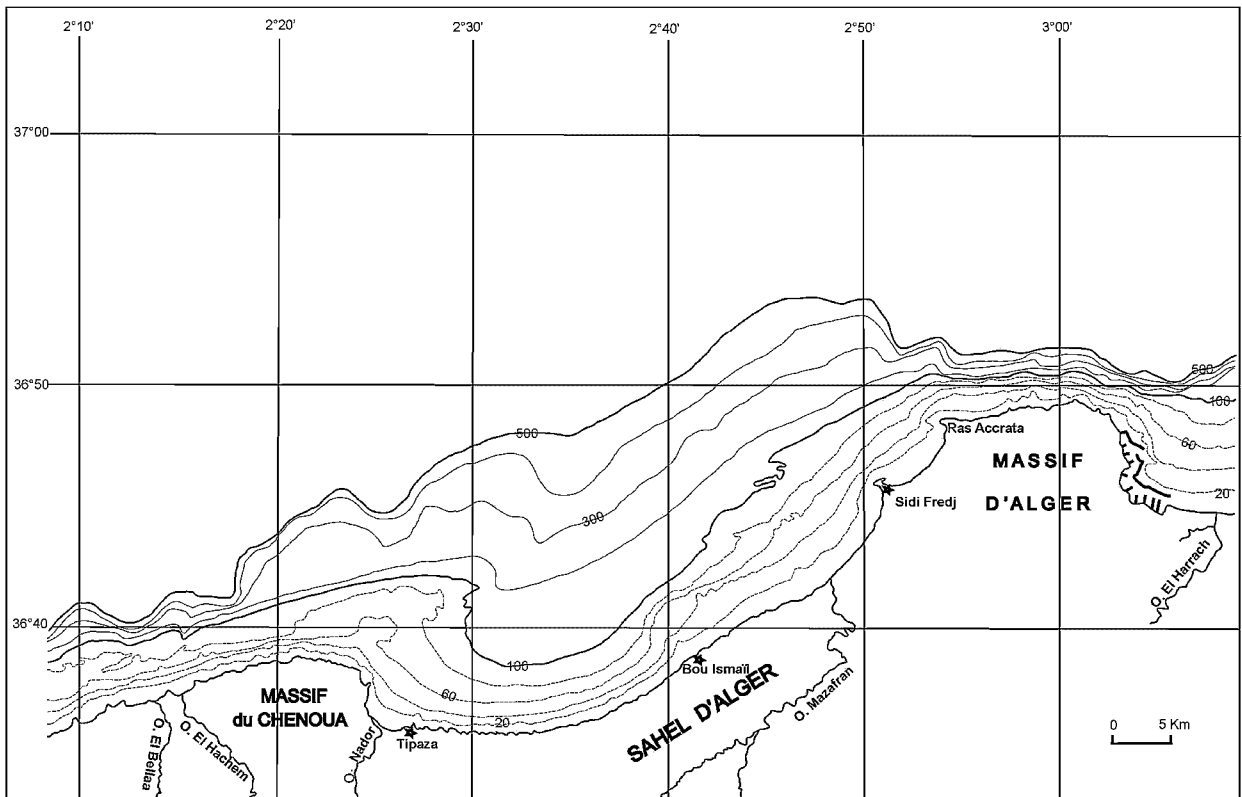


Fig. 2 - Morphologie sous-marine de la marge de Bou-Ismaïl
(Extrait de la carte bathymétrique de Leclair, 1972)

Submarine morphology of the margin of Bou-Ismaïl
(Extracted from the bathymetric map of Leclair, 1972).

mite externe (-120 m). Dans le prolongement de la vallée du Nador, entre Chenoua et Tipaza, la tectonique a creusé un graben en forte dépression topographique (Lepvrier, 1967; Bou-diaf, 1996; Belhaï, 1987; Domzig, 2006).

Au large du massif du Chenoua, le plateau continental est réduit à une faible bande côtière. Les profondeurs de -120 m sont atteintes à 3,6 km à l'est. Elles s'éloignent à 5,7 km au large et à l'ouest du massif. Près de la côte, le substratum rocheux présente des pentes fortes. Au-delà de 50 m, la pente s'adoucit pour former un large replat. Plus au large, la morphologie sous-marine est très accidentée par de nombreux pointements rocheux sur le plateau externe (fig.2).

II. MÉTHODOLOGIE

1. Prélèvement des sédiments

Les prélèvements ont été réalisés à bord du Navire Océanographique "M.S. BEN YAHIA" du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique.

L'échantillonnage a été effectué, à l'aide d'une benne de type Van Veen d'une capacité de 5 kilogrammes, tous les milles le long de radiales espacées de 2 milles depuis la profondeur de -10 m jusqu'au-delà de -200 m de profondeur. Les prélèvements ont été réalisés entre Sidi Fredj à l'est et l'îlot de Hadjret Ennous (ex. Ilot Berins-hell) à l'extrémité ouest du massif du Chenoua.

2. Protocole d'étude sédimentologique

Les dimensions des particules sédimentaires présentent souvent une répartition qui est fonction des conditions du milieu de dépôt.

Le pourcentage des différentes fractions dimensionnelles a été mesuré par la méthode granulométrique globale (fractions lithogène et biogène non séparées).

Un tamisage à 40 microns sous jet d'eau a été effectué dans le but de séparer la fraction grossière (> 40 µm) de la fraction fine ou pélique (<40 µm).

3. Analyse granulométrique de la fraction sableuse

La méthode classique du tamisage a été utilisée; les mailles des tamis sont en progression géométrique selon la norme A.F.N.O.R.

3.1. Présentation des résultats

Les résultats des analyses granulométriques de la fraction grossière sont représentés par 2 types de graphes (courbes cumulatives et histogrammes de fréquence).

3.2. Les paramètres statistiques utilisés

Ils ont été déduits des courbes cumulatives semi-logarithmiques par la méthode graphique. Ils permettent de rendre compte de l'origine du matériel et de caractériser les agents de transport et les conditions de dépôt.

3.2.1. Paramètres de position

- Le Mode représente la valeur moyenne de l'histogramme offrant la plus grande densité de répartition. Il correspond également, sur la courbe cumulative, à l'abscisse du point d'inflexion verticale.

- La Médiane représente la dimension correspondant à l'ordonnée 50%, telle que la moitié de l'effectif total se trouve de part et d'autre.

- La Moyenne correspond à la dimension la plus représentée, elle est obtenue par la relation suivante.

$$M = \frac{(\text{Phi}16 + \text{Phi}50 + \text{Phi}84)}{3}$$

3.2.2. Paramètre de dispersion

Ce paramètre marque le degré de perfection du classement du sédiment. Plusieurs auteurs ont défini des indices de classement (Sorting de Trask, 1939...). L'indice le plus sensible et le plus simple reste celui de Folk et Ward (1957), il couvre le mieux toutes les tailles de la distribution et est valable pour tout type de courbe (uni-modale à pluri-modale). Ce paramètre n'est valable que pour des calculs réalisés dans l'échelle des unités Phi (Udden-Wentworth, 1926), il est obtenu par la relation suivante :

$$\sigma_i = \frac{(\text{Phi}84 - \text{Phi}16)}{4} + \frac{(\text{Phi}95 - \text{Phi}5)}{6,6}$$

Les coupures adoptées dans l'étude des sédiments de Bou-Ismaïl sont représentés sur le tableau suivant :

Tableau I - Indice de classement de Folk et Ward
Sorting index of Folk and Ward

Mode de classement	Valeur en unités Phi
Bien classé	$\sigma_i < 0,5$
Assez bien classé	$0,50 < \sigma_i < 1,00$
Moyennement classé	$1,00 < \sigma_i < 1,50$
Mal classé	$1,50 < \sigma_i < 2,00$
Très mal classé	$\sigma_i > 2,00$

3.2.3. Paramètres de forme

Ces paramètres sont souvent utilisés afin de mesurer la normalité d'une distribution par rapport à celle, idéale, de la loi de Gauss-Laplace.

Plusieurs auteurs ont défini des paramètres de forme dont les plus couramment utilisés sont l'Asymétrie (Skewness), de Folk et Ward et l'Acuité (Kurtosis).

Le paramètre retenu est l'Asymétrie de Folk et Ward. Dans cette étude nous avons choisi des coupures permettant de caractériser l'asymétrie du sédiment.

$$\phi_i = \frac{(\Phi_{84} - \Phi_{16}) - 2 * (\Phi_{50})}{2 * (\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{(\Phi_{95} - \Phi_{5}) - 2 * (\Phi_{50})}{2 * (\Phi_{95} - \Phi_{5})}$$

Tableau II - Indice d'asymétrie de Folk et Ward
Asymetry parameters of Folk and Ward

Nature de la symétrie	Valeurs en unités Phi
Forte asymétrie vers les petites tailles	+ 0,4 < Phi < + 0,6
Asymétrie vers les petites tailles	+ 0,2 < Phi < + 0,4
Symétrie	- 0,2 < Phi < + 0,2
Asymétrie vers les grosses tailles	- 0,2 < Phi < - 0,4
Forte asymétrie vers les grosses tailles	- 0,4 < Phi < - 0,6

III. RÉSULTATS

L'analyse granulométrique a porté sur la fraction grossière (>40µm). Hors de la fraction pélitique (< 40 µm) qui constitue une part importante (> 60%) des échantillons prélevés dans la région, l'analyse statistique des sédiments fait ressortir plusieurs modes qu'on peut regrouper en quatre classes modales (fig. 3).

- classe modale I (40 – 100 µm) avec un maximum à 70 µm;
- classe modale II (100-250 µm) avec un maximum à 180 µm;

- classe modale III (250-1000 µm) avec un maximum à 350 et 700 µm;

- classe modale IV (>1000 µm) avec un maximum à 1500 et 2700 µm.

L'étude statistique a été complétée par la détermination des paramètres de position de Folk et Ward (1957), elle a permis de différencier deux types de composants.

- les composants détritiques, classes modales I et II;

- les composants organo-phycogènes, classes modales de III à IV.

Les sédiments dont la moyenne est supérieure à 2 (phi) et un indice de dispersion compris entre 1 et 2 (phi), correspondent aux sédiments riches en débris coquilliers.

Les sédiments dont la moyenne est comprise entre 0 et 2 et dont l'indice de dispersion varie de 1 à 2, correspondent aux sédiments organogènes riches en coquilles (Lamellibranches, Gastéropodes).

1. Les composants détritiques

Les sédiments détritiques appartiennent principalement aux classes granulométriques I (40-100µm) et II (100-250µm). Leur moyenne est supérieure à 2 (phi) et leur indice de dispersion inférieur à 1(phi) .

Les sédiments appartenant à la classe modale I montrent des courbes granulométriques très redressées avec des médianes de 50 à 70 µm (fig. 4). Les sédiments de la classe modale II (100 à 250 µm) présentent des courbes granulométriques souvent très redressées et parfois bimodales et associées avec la classe I (fig. 4). Elles peuvent devenir plurimodales par association avec les éléments organogènes.

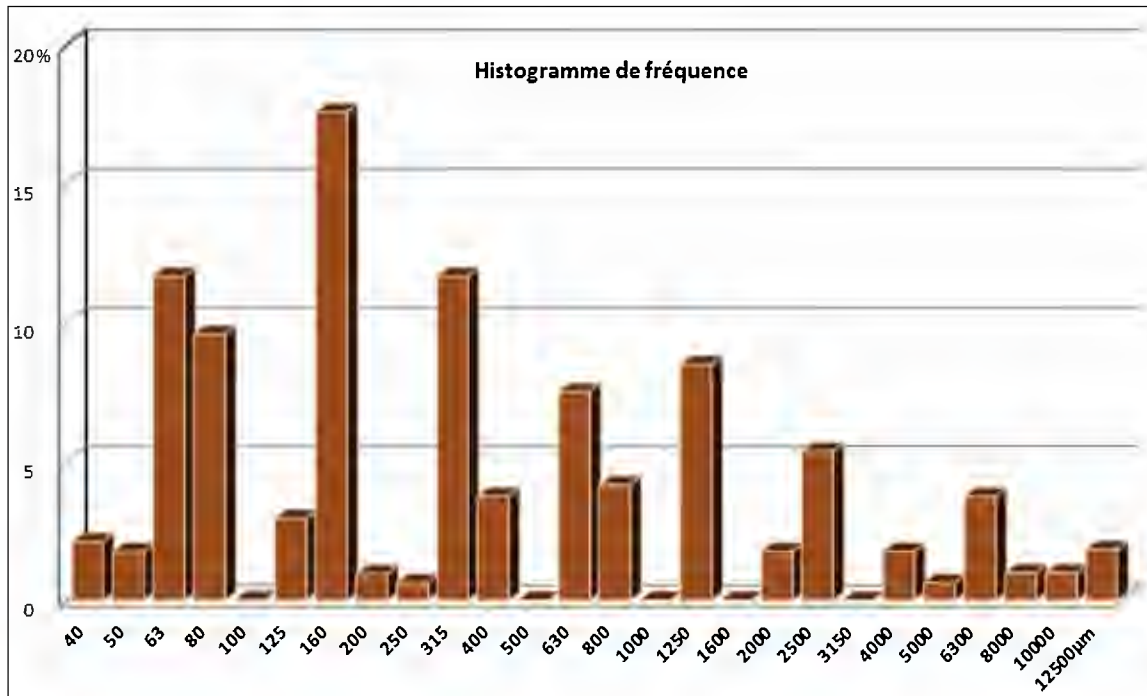


Fig. 3 - Répartition des modes granulométriques dans les sédiments superficiels.
Particle size distribution pattern in sediments.

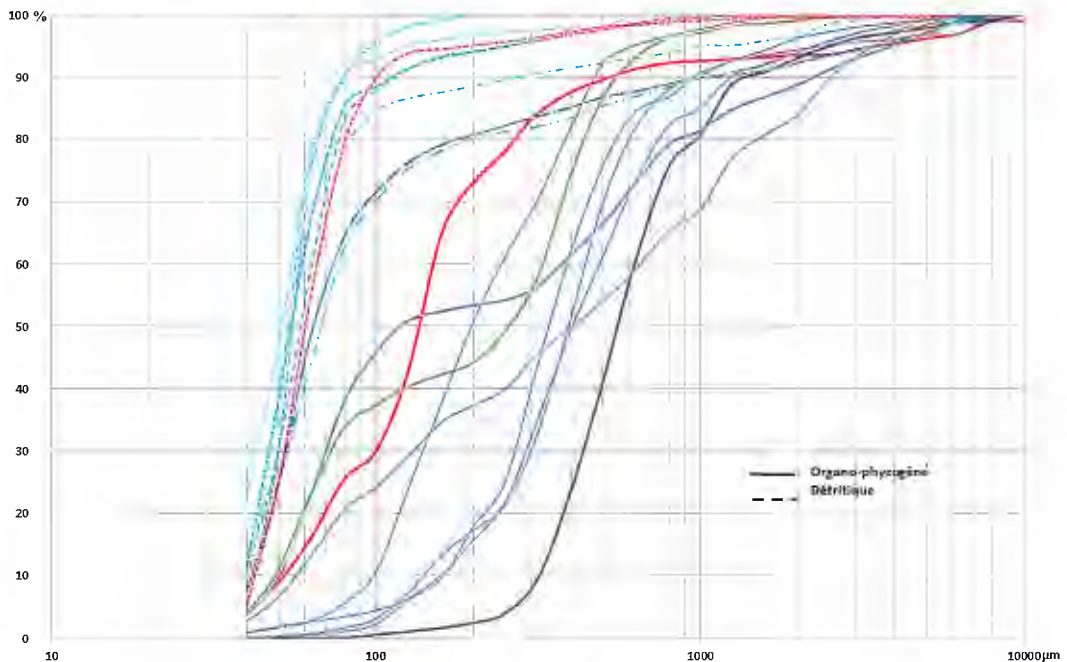


Fig. 4 - Courbes cumulées des composants détritiques et organo-phytogènes
Cumulative curves of detrital and organo-phytogenes composants.

LES SÉDIMENTS RÉCENTS DE LA BAIE DE BOU-ISMAÏL (OUEST ALGÉROIS).
NATURE, ORIGINE ET MÉCANISMES DE MISE EN PLACE

Les dépôts terrigènes sont localisés à l'embouchure des oueds Nador et Mazafran ainsi que dans la zone côtière de Bou Haroun à Douaouda. Ils sont constitués par des sables fins, quelques galets et graviers. Ce sédiment est caractérisé par une population bien classée.

La fraction sableuse est essentiellement représentée par des quartz translucides à laiteux, des schistes, des micas (muscovite), des minéraux opaques (hématites) et de la calcite rhomboédrique en faible proportion (Moufï, 1995).

Les dépôts sableux les plus fins s'observent à l'embouchure de l'oued El Hachem où ils forment une plage bien développée. A l'extrémité orientale de la baie (Sidi Fredj), Degiovanni (1973) décrit des sables quartzueux pauvres en minéraux lourds et riches en éléments organogènes (valves et débris de lamellibranches usés).

Les dépôts les plus grossiers constitués de la fraction la plus grossière, représentée par des galets et graviers plats sont situés dans les criques et les plages tout au long des falaises côtières du Chenoua. La nature des dépôts à galets et graviers est tributaire de l'origine locale du matériel. Il se répartit entre calcaires, schistes, grès rouges et éléments de roches volcaniques (rhyolite), (Moufï, 1995).

Dans la zone côtière, de Bou-Ismaïl à Tizpaza et de Douaouda à Sidi Fredj, le matériel terrigène (fig. 4) est bien classés ($\sigma_i < 0,5$). Il présente une asymétrie vers les particules fines lorsque la classe I prédomine ($0,1 < \Phi_i < 0,2$) et vers les particules grossières ($-0,4 < \Phi_i < -0,2$) dans le cas contraire, lorsque la classe II devient prédominante (fig. 4).

Les sédiments côtiers de la région d'Aïn-Tagouraït et de Bou-Ismaïl présentent un classement moyen à mauvais ($0,5 < \sigma_i < 1,5$) et un bon classement pour les sédiments de Bou Ha-

roun et Douaouda ($\sigma_i < 0,5$). Le mauvais classement ($\sigma_i > 1,5$) des sédiments côtiers s'explique par la présence de composants organogènes localisés à Bou-Ismaïl et Sidi Fredj (fig. 5). Au large du Chenoua, les sédiments se caractérisent par des indices de dispersion moyens à très mauvais ($1 < \sigma_i < 2,5$) qui indiquent un fort mélange de matériaux. Les médianes granulométriques sont comprises entre 40 et 200 microns (fig.5).

2. Les sédiments organo-phyco-gènes récents

L'analyse des composants organo-phyco-gènes dans les différentes classes granulométriques, montre qu'ils se présentent en différentes fractions granulométriques. Ces composants constituent une grande part de la classe modale IV (1000 à 5000 μm). Les teneurs en carbonates sont toujours supérieures à 80 %. Les courbes granulométriques représentatives sont très étalées avec une dissymétrie marquée vers les particules grossières, et toujours polymodales (fig. 4). La classe granulométrique IV est souvent associée à la classe III (250-1000 μm).

En présence de la classe III, le sédiment présente des moyennes de 1 à 2, un classement bon à mauvais ($0,5 < \sigma_i < 1,5$) et une forte asymétrie vers le grossier ($-0,4 < \Phi_i < -0,6$).

Les sédiments franchement phycogènes, ou maërl, sont principalement constitués (>70 %) par des accumulations de thalles d'algues calcaires encroûtées, Mélobésiées, dont *Lithothamnium calcareum*. Ils sont localisés dans la zone côtière de Bou-Ismaïl et d'Aïn Tagouraït (fig.5).

Les sédiments biogènes proviennent de la fragmentation et l'usure de coquilles de Lamellibranches (>50 %), Gastéropodes (10 %), Echinodermes et radioles (rares), Bryozoaires

(5%), Foraminifères (5%) et Ostracodes (rares valves). On les trouve plus ou moins mêlés aux composants phycogènes dans le faciès organo-phycogène, plus fréquent (Caulet, 1972; Degiovanni, 1973; Moufï, 1995) ou « gravelle de Castiglione » (Dieuzeide, 1950).

Ces deux faciès (phycogènes et organogènes) s'observent au voisinage immédiat des herbiers à Posidonies et sous forme de placages sur les platiers rocheux tyrrhéniens qui constituent une grande partie du substratum sous-marin de la zone côtière de Bou-Ismaïl à Tipaza (Braïk, 1989). Ils sont localisés dans la frange côtière (<20 m) de Bou-Ismaïl, Aïn Tagouraït et jusqu'à Tipaza (fig.5). Les sédiments organo-phycogènes disparaissent à l'ouest de Tipaza dans la baie du Chenoua où ils sont relayés par les sédiments terrigènes issus de l'oued Nador. Les

médianes granulométriques qui les représentent sont souvent supérieures à 400 microns.

2.1. La microfaune infralittorale

La microfaune de foraminifères est observée dans les sables côtiers et le coquillier côtier (0-30m) selon les secteurs (fig.6). Les sédiments sableux sont très pauvres en microfaune voire azoïques du fait de l'hydrodynamisme intense et du volume des apports terrigènes des oueds.

Le faciès coquillier côtier, riche en organismes benthiques, présente des teneurs en lutites inférieures à 10%. Le nombre d'individus par gramme varie de 7 à 300 (Moufï-El Houari, 2008). Nous avons répertorié 90 espèces de foraminifères benthiques (96%) et seulement 6 espèces planctoniques (4%).

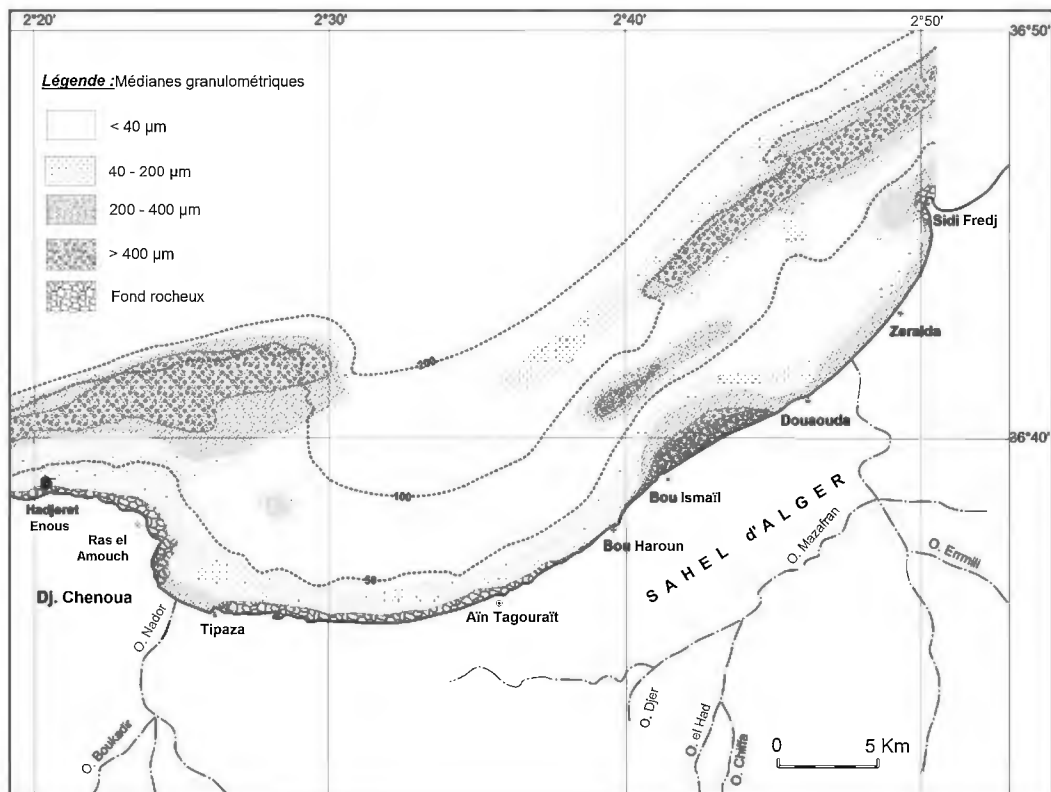


Fig. 5 - Distribution des médianes granulométriques sur le plateau continental.

Distribution of median grain size on the continental shelf.

LES SÉDIMENTS RÉCENTS DE LA BAIE DE BOU-ISMAÏL (OUEST ALGÉROIS).
NATURE, ORIGINE ET MÉCANISMES DE MISE EN PLACE

Les Foraminifères se répartissent comme suit (fig.7a) :

- Foraminifères à test agglutiné avec 7 % représentés par *Textulariina* qui comptent 11 espèces dont les mieux représentées sont *Textularia gramen* et *T. truncata*.
- Foraminifères à test porcelané avec 27 % représentés par *Miliolina* avec 38 espèces dont *Quinqueloculina disparilis* et *Triloculina gibba*.
- Foraminifères à test hyalin (Rotaliina) 62% avec 37 espèces dont *Valvulineria complanata*, *Rosalina bradyi* et *R. globularis*, *Planorbulina mediterraneensis*, *Cibicides lobatulus*, *Ammonia beccarii* et *Elphidium crispum*.

- Foraminifères planctoniques (4 %) avec 6 espèces dont *Globigerina bulloides* et *Globorotalia inflata*.

Les espèces *Affinetrina ucrainica*, *Triloculina bronchita*, *Anomalina globulosa*, *Cyclocibicides vermiculatus*, *Elphidium punctatum* sont présentes exclusivement dans ce secteur de la marge algérienne (fig.6).

Ammonia beccarii, *Asterigerinata mamilla*, *Elphidium crispum*, *Cibicides lobatulus* et *Rosalina globularis* sont caractéristiques des peuplements végétaux (Bou Haroun) et des sédiments grossiers côtiers (fig.6). Cette microfaune est localisée au voisinage du platier rocheux de Bou-Ismaïl et d'Aïn Tagourait.

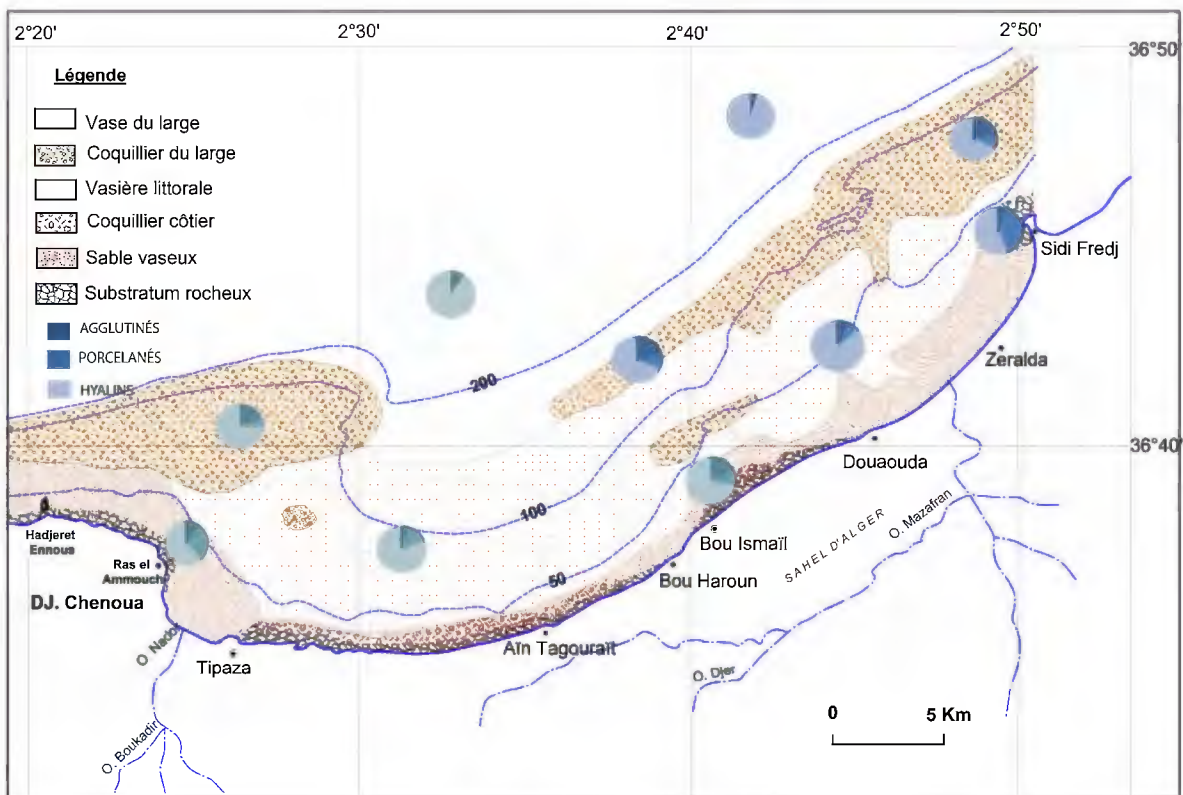


Fig. 6 - Distribution des fréquences de Foraminifères benthiques dans les faciès sédimentaires (Moufî-EI Houari, 2008).

Frequency distribution of benthic foraminifera in the sedimentary facies (Moufî-EI Houari, 2008).

L'étage infralittoral constitue le domaine des foraminifères benthiques par excellence. Le coquillier côtier et la vasière littorale sont peuplés par des foraminifères à test hyalin dominants (fig.6). Ils sont de petites tailles, à test mince et représentés par des *Rotaliina*. Les porcelanés sont essentiellement des *Miliolidae* très diversifiés spécifiquement. Les agglutinés sont beaucoup plus rares en raison de la fragilité de leur test.

Cet étage infralittoral ne peut être caractérisé par une seule association d'espèces étant donné la diversité des milieux et en particulier en fonction de la nature du substrat (rocheux, sableux ou organogène) et du peuplement végétal. On note la présence d'un stock d'espèces communes à tous les milieux infralittoraux et appartenant aux genres *Adelosina*, *Cycloforina*, *Quinqueloculina*, *Valvulineria*, *Rosalina*, *Ammonia* et *Elphidium* (fig.7a).

La microfaune d'Ostracodes reconnue est représentée par les espèces suivantes. *Loxococoncha rhomboïdea*, *Leptocythere sp.*, *Semicytherura incongruens*, *Aurila convexa*, *Carinocythereis carinata*, *Urocythereis albomaculata*.

2.2. La microfaune circalittorale

Elle se rencontre dans les dépôts pélagiques recouvrant la plus grande partie du plateau dans la baie de Bou-Ismaïl et dans les dépôts coquilliers reliques (fig.6). Les teneurs en lutites sont supérieures à 95% dans les dépôts pélagiques et inférieures à 50 % dans le coquillier.

La microfaune de foraminifères recensée est représentée par 157 espèces benthiques et 13 espèces planctoniques (Moufifi-El Houari, 2008). On compte 60 à 1110 individus par gramme d'échantillon. Dans ce milieu on note l'apparition des espèces représentées par *Bulimina costata*, *Uvigerina cushmani*, *Loxostonium limbatum*, *Pullenia bulloides* et *Haynesina germanica*.

Les foraminifères benthiques diminuent avec la profondeur au profit des planctoniques (fig.6). Les hyalins sont toujours bien présents dans cet étage. Ils sont de petites tailles, enroulés, planispiralés ou rectilignes. Ils sont caractéristiques d'un climat tempéré. Les agglutinés sont mieux représentés mais restent peu nombreux. Les foraminifères à test porcelané diminuent d'importance (fig.7b). Ce sont essentiellement les spiroloculines. Le domaine circalittoral est occupé par le sédiment organogène du large et les dépôts pélagiques. Il présente un mélange de microfaune à foraminifères benthiques et planctoniques (fig.6).

Comme pour les Foraminifères, la microfaune à Ostracodes du milieu circalittoral est constituée par une association riche en formes jeunes avec les deux valves collées. Les formes reconnues sont caractéristiques du milieu circalittoral (Dagorne, 1972; Bakir, 1992) avec *Bosquetina dentata*, *Loxococoncha variolata*, *Bythocythere sp.*, *Carinocythereis antiquata*.

Les pourcentages des différents taxons de foraminifères sont (fig.7b) :

- Textulariina (4%) avec 22 espèces où *Eggerella scabra* et *Gaudryina rudis* sont les mieux représentées. Apparaissent *Cribrostomoides subglobosum*, *C. jeffreysii* et *Bigenerina nodosaria*.
- Miliolina (9%) avec 39 espèces. Ils diminuent sensiblement d'importance par rapport au milieu coquillier côtier. *Adelosina colomi* et *Quinqueloculina jugosa* prédominent. Les spiroloculines les plus fréquentes sont *Spiroloculina caniculata* et *Spiroloculina excavata*.
- Foraminifères à test hyalins (69 %) avec 83 espèces. Ils sont représentés par les *Rotaliina* (65%) avec la prédominance des genres *Bolivina*, *Bulimina*, *Cassidulina*, *Valvulineria* et *Ammonia*. Les espèces communes sont *Bulimina elegans*, *Cassidulina laevigata*, *Valvuli-*

LES SÉDIMENTS RÉCENTS DE LA BAIE DE BOU-ISMAÏL (OUEST ALGÉROIS).
NATURE, ORIGINE ET MÉCANISMES DE MISE EN PLACE

neria complanata, *Eponides repandus*, *Ammonia beccarii* et *Elphidium crispum*.

- Les Lagenina (4%), comme les Rotaliina, augmentent dans le milieu circalittoral. Les espèces *Amphicoryna catesbyi*, *Dentalina striolata*, *Lagena striata*, *Oolina melo*, *Astacolus crepidulus*. *Amphicoryna scalaris*, *Lagena substriata* et *L. striata* sont les mieux représentées.

Les Foraminifères planctoniques augmentent sensiblement (18 %). Les espèces les plus

fréquentes sont *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber* et *Globorotalia inflata*.

3. Les composants reliques

Plusieurs auteurs (Curry, 1965; Emery, 1968; Leclaire, 1972; Caulet, 1972) ont signalé la présence de sédiments reliques, organogènes et phycogènes, sur les plateaux continentaux et en bordure de celui-ci. Dans la baie de Bou-Ismaïl les composants phycogènes reliques observés entre 40 et 70 m de profondeur au large de Bou-Ismaïl, sont en majorité des algues cal-

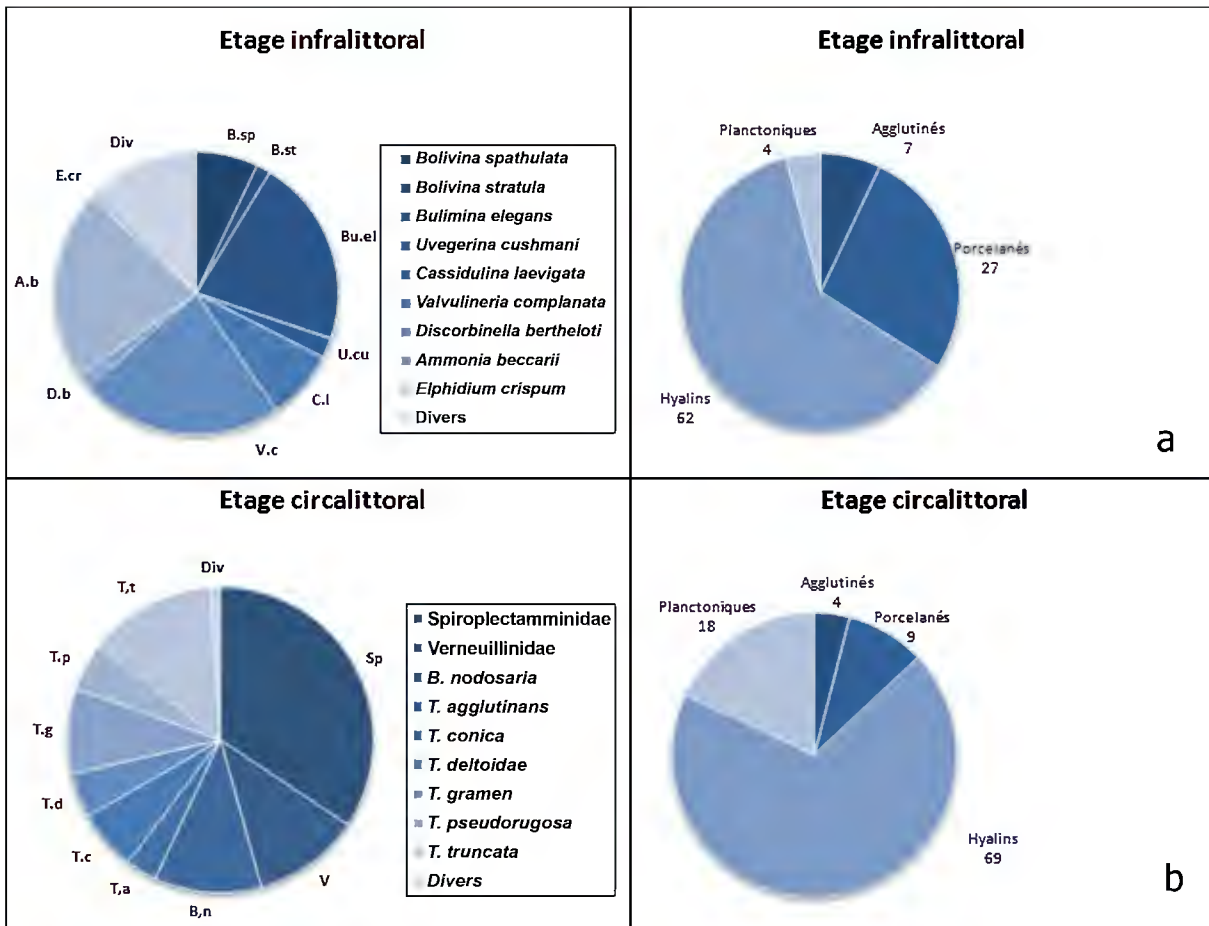


Fig. 7 a et b - Fréquence de la microfaune de Foraminifères sur le plateau continental (Moulfi-El Houari, 2008).

Frequency microfauna of foraminifera on the continental shelf (Moulfi-El Houari, 2008).

caires, dont *Lithothamnium calcarea palas* Arechoug. Ils sont associés à des composants organo-détritiques (sables fins gris à débris de Lamellibranches, Gastéropodes et Bryozoaires).

Les composants organogènes sont :

- des Lamellibranches dont *Venericardia antica*, *Arca lactea*, *Mediola barbata*, *Cardium nodosum*, *Cardium echinatum*, *Leda fragilis*, *Astarte digitaria* et *Glycimeris glycimeris*;
- des Gastéropodes dont *Cythara striolata*, *Clanculus guneensis*, *Cerithiopsis tuberculata* et *Cerithiopsis metaxae*;
- des Dentales dont *Dentalium dentale*;
- des Bryozoaires (Cheilostomes et Cyclostomes) constituent une part importante des sédiments organogènes du plateau continental algérien (Caulet, 1972) représenté par *Retepora cellulosa* et *Margaretta cereoides*;
- des débris et radioles d'oursins.

4. La fraction pélitique

En dessous de l'isobathe -30 m, la teneur en pélites varie de 25 à 50% (fig. 8). La fraction pélitique devient prédominante dès le franchissement de l'isobathe de -30 m. Cette limite, également observée sur le plateau continental du nord du bassin occidental méditerranéen, est attribuée à la limite d'action dynamique des houles compte tenu de leur longueur d'onde maximale (Pauc, 2005). Plus au large, les pourcentages en pélites se stabilisent au-delà de 75 % sur une grande partie du plateau dans la baie de Bou-Ismaïl à l'exception de la surface occupée par le cordon coquillier relique (fig. 8).

Au large du massif du Chenoua, les teneurs en pélites sont inférieures à 75 %. Les sédiments organogènes reliques occupent tout le plateau continental externe.

Les sédiments fins (pélites) de la vasière sont caractérisés par des médianes granulométriques faibles ($< 2 \mu\text{m}$) caractéristiques des dépôts ultra-fins décantés en milieu calme. Ils se distinguent des dépôts environnants par une diminution de leur taille granulométrique.

Au large du Chenoua, les teneurs les plus élevées en silts grossiers (15 à 27 %) occupent tout le plateau continental et se poursuivent vers la vasière du Nador. Au large de Bou-Ismaïl et du Mazafran, les teneurs sont inférieures à 20 %, elles sont disposées parallèlement à la côte.

L'observation microscopique montre que ces silts sont de la même nature minéralogique que les sables fins à savoir quartz, calcite, minéraux opaques et feldspaths.

5. Nature des minéraux argileux

L'illite représente de 40 à plus de 60 % des minéraux argileux, suivie de la kaolinite (20 à 33 %) et de la chlorite (12 à 26 %). Ces résultats sont conformes à ceux publiés par Leclaire (1972) dans la région algéroise.

L'illite est surtout présente au large et sur le haut de la pente, où ses pourcentages sont les plus élevés (>60% au-delà de 120 mètres de profondeur). Les teneurs sont décroissantes du large vers la côte.

Les pourcentages les plus élevés en kaolinite sont localisés au voisinage immédiat des embouchures du Mazafran et Nador et dans la zone côtière parallèle à la côte du Chenoua.

Sur le plateau, au large de Bou-Ismaïl, les teneurs en kaolinite augmentent sensiblement (>30 %). Elles soulignent un transfert des apports argileux actuels de la zone orientale vers la vasière et confirme l'étendue des apports de l'oued Mazafran vers la région occidentale de la baie de Bou-Ismaïl.

LES SÉDIMENTS RÉCENTS DE LA BAIE DE BOU-ISMAÏL (OUEST ALGÉROIS).
NATURE, ORIGINE ET MÉCANISMES DE MISE EN PLACE

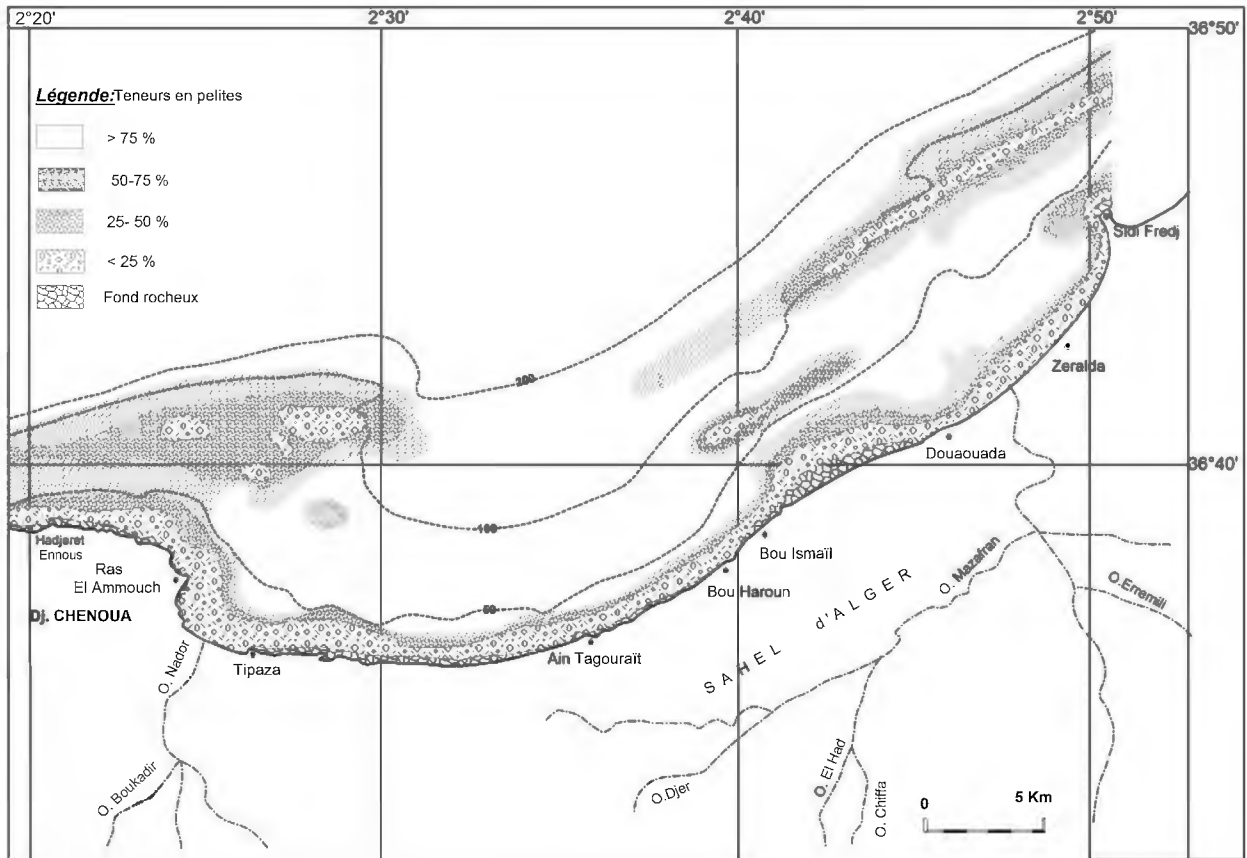


Fig. 8 - Répartition de la fraction pélitique (<40 μm) dans les sédiments superficiels.

Distribution of the pelitic fraction (<40 μm) in surface sediments.

Les plus faibles teneurs en chlorite (<25 %) s'observent dans les sédiments plus grossiers prélevés au large de Bou-Ismaïl et du Chenoua.

Les faibles variations des pourcentages en chlorite rendent l'interprétation délicate. Les teneurs les plus élevées (20 à 25 %), s'observent au voisinage immédiat du massif du Chenoua et de l'oued Nador. Dans la partie orientale, au large et à l'est de Bou-Ismaïl, la chlorite est présente sur tout le plateau avec des teneurs sensiblement plus faibles. L'ensemble suggère un transit résultant vers l'est.

IV. DISCUSSION ET CONCLUSION

Le plateau continental, situé entre le massif du Chenoua et la presqu'île de Sidi Fredj, comprend trois portions de littoral sédimentaire sableux. Chacune d'entre elles correspond à la zone d'embouchure de chacun des trois oueds régionaux El Hachem, Nador et Mazafran. Ils constituent les sources d'apport de sédiments détritiques frais, de matériaux en suspension et de sels nutritifs.

Les littoraux sableux sont séparés par un littoral rocheux bordés par endroit par un platier sous-marin plus ou moins étendu. Ils s'obser-

vent le long du massif du Chenoua, le long du Sahel (de Tipaza à Douaouda) et autour du cap de Sidi Fredj. L'âge et la nature de ces roches sont très variables, depuis le Paléozoïque jusqu'au Quaternaire, du métamorphique profond aux faciès calcaires côtiers.

Ces deux types (littoral sableux et côte rocheuse) induisent la juxtaposition, en bandes alternées parallèlement au littoral, de deux types de sédiments détritiques et organogènes ou phycogènes, qu'on retrouve d'ailleurs sur l'ensemble de la marge algérienne (Leclaire, 1972; Caulet, 1972; Degiovanni, 1973; Moufifi, 1995). La seule région où la sédimentation est uniquement terrigène est située entre le massif du Chenoua et Tipaza, avec des faciès principalement vaseux. Cette zone déprimée occupe le prolongement en mer, déjà décrit par ailleurs de l'oued Nador (Lepvrier, 1967; Belhaï, 1987; Moufifi, 1995; Domzig, 2006).

Les sédiments détritiques présentent généralement une granulométrie décroissante de la côte vers le large. Les graviers se trouvent dans la zone côtière proche soit des embouchures soit des formations rocheuses littorales. Les sables, silts et argiles sont en relation avec les apports fluviatiles des différents oueds. Ils proviennent de l'érosion des bassins versants constitués de formations gréseuses oligo-miocènes et des flyschs des unités telliennes formant l'Atlas de Blida. Par la taille de son bassin, le volume de ses apports et leur concentration, l'oued Mazafran est certainement le contributeur principal de sédiment à l'échelle régionale. Cependant, les apports sont répartis irrégulièrement dans le temps conformément aux caractéristiques du climat méditerranéen (Pauc, 1989). Les oueds Nador et El Hachem fournissent essentiellement des matériaux en suspension relativement fins, qui se déposent de façon différée sur le proche plateau dans le sens des dérives littorales dominantes, vers l'est.

Les composants organogènes appartiennent au même ensemble faunistique bien qu'ils soient localisés à des profondeurs différentes, depuis la zone côtière de Bou-Ismaïl jusqu'aux limites externes du plateau (Caulet, 1972; Leclaire, 1972; Moufifi, 1995). Il s'agit d'un assemblage de faune de Lamellibranches, Gastéropodes et Bryozoaires enrichie d'une flore phycogène plus ou moins abondante d'algues encroûtantes de la famille des Lithothamniés (*Lithothamnium calcareum*).

Une microfaune à foraminifères et ostracodes est également présente dans les faciès actuels (Moufifi-El Houari et al., 1989). Tous ces organismes sont caractéristiques du milieu infralittoral, mais il est possible de distinguer deux types d'associations faunistiques d'après leur clasticité. L'une est formée de composants organogènes actuels et l'autre de composants organogènes visiblement plus anciens, patinés et cassés, constituant plusieurs sous-ensembles reliques. Les faciès organogènes actuels sont localisés sur le plateau interne (0 à 30 m) au voisinage immédiat d'un herbier à Posidonies dans la zone côtière de Bou-Ismaïl (Braïk, 1989), d'Aïn-Tagouraït à l'est (Caulet, 1972; Moufifi, 1995) et dans la zone côtière de Sidi Fredj à l'ouest (Degiovanni, 1973).

Les dépôts reliques se situent sur le plateau externe et le plateau médian (Caulet, 1972; Moufifi, 1995). Ils sont disposés parallèlement à la limite du plateau continental et en plusieurs unités plus ou moins séparées. Ils résultent de l'accumulation de coquilles d'organismes marins (Lamellibranches, Gastéropodes, Lithothamniés et d'une microfaune de Foraminifères et Ostracodes benthiques) lors du stationnement du niveau marin le long de la limite du plateau externe (-100 à -120 m). Ils sont recouverts, de façon plus ou moins importante, par une fraction détritique fine actuelle. Ceci implique la superposition et souvent le mélange, de plusieurs phases de sédimentation,

tantôt organogènes, tantôt terrigènes, en fonction du niveau de la mer et des volumes d'apports détritiques.

On connaît de nombreux exemples de répartition et de mise en place de ces faciès organogènes autour de la Méditerranée (Gensous et Tesson, 1979; El Moumni et Gensous, 1991; Lagares, 2008). Il en ressort que ces dépôts organogènes ont été mis en place lors de bas niveaux marins dans des conditions climatiques et océanologiques favorables (bonne pénétration de la lumière, les sels nutritifs disponibles et le faible apport sédimentaire qui pourrait diluer ou inhiber la production organique).

La répartition en plusieurs unités bathymétriquement distinctes reflète des variations du niveau marin au cours du quaternaire récent.

De nombreux facteurs interagissent dans le contrôle de la nature et de la répartition des faciès sédimentaires marins. L'analyse des caractères sédimentologiques des dépôts superficiels, souligne la complexité de leur mise en place. Les résultats de l'étude sédimentologique nous renseignent sur les facteurs qui ont guidé la sédimentation durant le Quaternaire récent.

Les variations du niveau marin durant le Quaternaire sont bien connues à l'échelle des différents plateaux continentaux (Aloïsi et *al.*, 1975; Blanc Vernet, 1969; Caulet, 1972; Gensous et Tesson, 1979; El Moumni et Gensous, 1991; Correa, 1996). Elles correspondent aux phases climatiques glaciaires et interglaciaires. Les périodes d'émersions qui se sont traduites par des phases d'érosion, de remobilisation des dépôts antérieurs et du développement de la composante organogène sur le plateau externe. Les phases d'immersion ont permis le développement de dépôts terrigènes sur la plateforme continentale. L'accroissement des apports durant les derniers millénaires se traduit par le

développement d'une sédimentation fine terrigène et une réduction de la sédimentation organogène. Celle-ci, est actuellement localisée aux abords immédiats des fonds rocheux et loin des embouchures fluviales.

Plusieurs auteurs (Méghraoui, 1991; Domzig, 2006; Boudiaf, 1996; Saoudi, 1989) ont souvent mis en exergue le rôle majeur de la néotectonique sur la marge algérienne. Il est mis en évidence par la position altitudinale des formations pléistocènes le long du Sahel de Bou-Ismaïl (Saoudi, 1989) où le Calabrien est observé à une altitude de 160 m et le Tyrrhénien au voisinage du niveau marin actuel. Cette variation altitudinale traduit le mouvement de surrection du Sahel au cours du Pléistocène.

La néotectonique a contrôlé la répartition des dépôts de la plate-forme :

- la sédimentation organogène, très développée à l'ouest, est sous la dépendance du mouvement de surrection du massif du Chenoua et du transit des apports de l'oued Nador le long du plateau médian vers la vasière;
- la sédimentation typiquement terrigène est située dans la dépression de la vallée du Nador.

L'histoire du plateau est donc complexe car elle enregistre à la fois, les événements tectoniques et les événements sédimentaires, eux-mêmes complexes et pluri-phasés (détritique, organogène, phycogène, hauts et bas niveaux marins).

BIBLIOGRAPHIE

- AÏT HAMOU, F. 1987. Étude pétrologique et géochimique du volcanisme d'âge miocène de la région de Hadjout (Ouest algérois). *Thèse de Magister, Université Houari Boumediène Alger*, 191p.

- ALOÏSI, J.C., MONACO, A., THOMMERET, J. ET THOMMERET, Y. 1975.** Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, volume XVII, pp. 13-22.
- AYMÉ, A., AYMÉ, J.M. ET MAGNÉ, J. 1954.** Etude des terrains néogènes de la cluse du Mazafran (Sahel d'Alger). *Travaux, Collections*, bulletin n°1, fascicule II, Alger, pp. 120-150.
- BAKIR, M. 1992.** Etude de l'Ostracofaune du plateau continental de l'Oued Cheliff et du golfe d'Arzew (marge algérienne). Relations microfaune-environnement. *Thèse de Magister, Université Houari Boumediene, Alger*, 94 p.
- BELHAÏ, D. 1987.** Massif du Chenoua (Algérie). Mise en place des Flyschs en relation avec un cisaillement "transcurrent" E-W responsable de la structure en éventail. *Thèse de Magister, Université Houari Boumediene, Alger*, 135 p.
- BLANC VERNET, L. 1969.** Contribution à l'étude des Foraminifères de Méditerranée. Recueil de Travaux Station Marine Endoume. *Thèse de Doctorat, Marseille*, fascicule 64, bulletin 48, 281p.
- BELLON, H. ET BROUSSE, R. 1977.** Le magmatisme périméditerranéen occidental. *Bulletin Société Géologique de France*, Paris (7), XIX, 3, pp. 469-480.
- BOUDIAF, A. 1996.** Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie). Utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures actives. Contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. *Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II*, 274 p.
- BRAÏK, D. 1989.** Etude de la dynamique sédimentaire devant Bou-Ismaïl. Sédimentologie, morphologie, problèmes d'érosion et aménagement. *Thèse de Magister, Université Houari Boumediene, Alger*, 174 p.
- CAULET, J. 1972.** Les sédiments organogènes du pré-continent algérien. *Thèse de Doctorat d'état Université de Paris, Mémoire Muséum National d'Histoire Naturelle*, n^{le} série, Sciences de la Terre, XXV, Paris, 289 p.
- CORREA, I.C.S. 1996.** Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP. L'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, 130, pp. 163-178.
- CURRAY, J.R. 1965.** Late Quaternary history continental shelves of the United States. The Quaternary of the United States Princeton N.J. *Princeton University Press*, pp. 723-736.
- DAGORNE, A. 1972.** Sédimentologie et bionomie benthique en baie de Bou Ismaïl (Ouest d'Alger). *Congrès International de la mer St Malo (Granville)*, pp.1-12.
- DEGIOVANNI, C. 1973.** Etude de sédimentologie dynamique à la presqu'île de Sidi-Ferruch (Ouest algérois). *Thèse de 3^{ème} cycle, Université d'Aix-Marseille*, 98 p.
- DIEUZEIDE, R. 1950.** La faune du fond chalutable de la baie de Castiglione. *Bulletin Statistique. Aquacole et Pêche Castiglione*, n. s. 2, pp. 9-86.
- DOMZIG, A. 2006.** Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne. *Thèse de Doctorat, Université Bretagne Occidentale, spécialité Géosciences marines*, 233p.
- EMERY, K.O. 1968.** Relict sediments on the continental shelves of the world. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, volume 52, pp. 445-464.
- EL MOUMNI, B. ET GENSOUS B. 1991.** Sur la sédimentation actuelle et postglaciaire dans le plateau continental du Rif oriental (Maroc). *Bulletin Institut Sciences, Rabat*, n°15, pp 1-10.
- FOLK, R. L. AND WARD, W. C. 1957.** A study in the significance of grain size parameters. *Jour. of sedimentology and petrology*, vol. 27, pp. 514-529.

LES SÉDIMENTS RÉCENTS DE LA BAIE DE BOU-ISMAÏL (OUEST ALGÉROIS).
NATURE, ORIGINE ET MÉCANISMES DE MISE EN PLACE

- GENSOUS, B. ET TESSON, M. 1979.** Morphologie et sédiments de la baie d'Al-Hoceima. *Mines, Géologie et Energie*, Rabat, n°46, pp. 127-134.
- GLANGEAUD, L. 1932.** Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Bulletin Service Carte géologique Algérie*, 2^{ème} série, n°8.
- LAGARES, F. 2008.** Relevés de profils bathymétriques en Croatie du Nord. Indices de pauses holocènes du niveau marin. *Centre Recherches Géosciences*, 340 (2008), pp. 49-56.
- LECLAIRE, L. 1972.** La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin Algéro-Balears. *Thèse de Doctorat d'état, Faculté des Sciences de Paris. Mémoire Muséum National d'Histoire Naturelle*, nouvelle série, série C, *Sciences de la Terre*, XXIV, Paris, 382 p.
- LEPVRIER, C. 1967.** Sur la structure du massif du Chenoua (Alger). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), IX, pp. 859-864.
- LEPVRIER, C. ET MAGNE, J. 1975.** Le Néogène "post-nappe" du Tell septentrional à l'Ouest d'Alger. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), XVII, pp. 612-619.
- MAOUCHE, S. 1987.** Mécanismes hydro-sédimentaires en baie d'Alger (Algérie). Approche sédimentologique, géochimique et traitement statistique. *Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Perpignan*, 213 p.
- MÉGHRAOUI, M. 1991.** Blind reverse faulting system associated with the Mount Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (North Central Algeria). *Terra Nova*, 3, pp. 84-93.
- MESBAH, M. 1981.** Contribution à l'étude hydrogéologique de la basse vallée de l'Oued Nador (région de Tipaza). *Thèse de 3^{ème} cycle, Université Houari Boumediène*, 236 p.
- MONACO, A. 1973.** Les minéraux argileux dans le cycle sédimentaire. Applications à la bordure méditerranéenne. *9^{ème} Congrès International INQUA*, pp. 217-222.
- MOULFI, A. 1995.** Les mécanismes de la sédimentation récente et les propriétés géotechniques des dépôts récents de la partie occidentale de la Baie de Bou-Ismaïl. *Thèse Magister, Université Houari Boumediène, Alger*, 188 p.
- MOULFI-EL HOUARI, L. 1989.** Etude des Foraminifères benthiques de la marge continentale algéroise (baie de Bou-Ismaïl) et leur relation avec les sédiments. *Thèse de Magister, Université Houari Boumediène, Alger*, 91 p.
- MOULFI-EL HOUARI, L. 2008.** Etude des Foraminifères benthiques de la marge continentale de la Méditerranée occidentale. *Thèse de Doctorat d'état, Université Houari Boumediène, Alger*, 180 p.
- MOULFI-EL HOUARI, L., AMBROISE, D. ET MATHIEU, R. 1999.** Distribution des foraminifères actuels sur la marge continentale algéroise (Baie de Bou-Ismaïl). *Revue de Micropaléontologie*, volume 42, pp. 315-327.
- PAUC, H. 1989.** L'intrusion saline et la dynamique des matériaux en suspension au contact fluvio-marin. Régime de crue et régime d'étiage dans l'Oued Mazafran (Ouest algérois). *Marine Geology*, volume 87, pp. 95-102.
- PAUC, H. 2005.** Formation of the Aude, Orb and Hérault prodeltas and their characterization using physico-chemical and sedimentological parameters. *Marine Geology*, volumes 222-223, pp. 335-343.
- SAOUDI, N.E. 1989.** Pliocène et pléistocène inférieur et moyen du Sahel occidental d'Alger. *Entreprise Nationale du Livre*, 174 p.
- TRASK, P.D. 1939.** Recent marine sediments. *Annals Associated Petrology and Geology. Tulsa-Oklahoma*, 439p.
- UDDEN-WENTWORTH, 1926.** Methods of mechanical analysis of sediments. *University of Iowa Studies in Nature History*, volume 13, pp. 399-422.